

Allgemeine Charakteristik des basischen Eruptivzuges im Bükkgebirge.

Von: S. VON SZENTPÉTERY
Szeged, Ungarn.

Der basische Eruptivzug des Bükkgebirges liegt am SW-Abhänge, teils im Borsoder, teils im Heveser Komitat, erstreckt sich aber ganz bis unter den Kalksteingrat. Seine Hauptmasse zieht sich vom Bélapátfalvaer Ördögberge in SSW Richtung bis zum Szarvaskőer Hegyeskö. Ihm gehören jene kleinere Eruptivgebiete an, welche hauptsächlich am S-Teile die grosse Masse förmlich umschwärmen, sogar bis zum Grenzgebiet der Dörfer Felsőtárkány, Bakta und Felménés verfolgbar sind.

Der O und SO Rand des cca 11 km langen, 1—2·5 breiten Zuges besteht längs des Újhatárbaches am Fusse des Határ- und Magasverőberges, ferner längs des Egertales bei Kecskefark und Vaskapu aus abyssischen Gesteinen: aus Gabbro- und Peridotitarten. Der Gabbro geht nach W und N in Gabbrodiabas, hernach aufwärts in körnigen Diabas, endlich in spilitischen Diabas über. Aus Spilit besteht der grösste Teil der Berge: Kerek (786 m), Holtembertető (672 m), Középbérc (579 m), Magasverő (520 m), Rocska (510 m), Keselyőkö (446 m) und Majortető (374 m). An der SW-Seite abwärts, in der Gegend des Rocskasteinbruches geht der Diabas aber allmählig in Gabbrodiabas über, unter welchem hie und da auch der Gabbro vorkommt. Diese einheitliche Masse wird durch die tiefen Täler des Eger und seiner Nebenbäche: des Cseher, Rocska, Újhatár, Berva und Mészköbaches vorzüglich aufgeschlossen.

Unter den, die Hauptmasse begleitenden kleinen Inseln ist der doppelte Zug von Nagybányabérc der grösste. Er besteht, gleich der meisten anderen, aus Diabas.

Der südliche Teil dieses ansehnlichen eruptiven Gebietes, das Vorkommen des mit dem Namen „Wehrlit“ (KOBELL) be-

nannten Peridotits beim Kecskefarkhügel, ist in der Literatur schon lange bekannt. Seine erste ausführliche Beschreibung hat JOSEPH SZABÓ gegeben, der sich mit ihm in 3 Abhandlungen befasste. Er bespricht den Wehrlit im J. 1868 als ein Mineral,¹⁾ im J. 1871 erkannte er schon, dass es ein Gestein ist,²⁾ im J. 1877 empfiehlt statt Wehrlit den Namen Olivingabbro.³⁾ In seiner ersten Abhandlung finden wir die sehr wichtige chemische Analyse von BÉLA LENGYEL.⁴⁾ Es sei hier bloss erwähnt, dass C. FELLNER im J. 1867 die Analyse eines Diabas von Szarvaskő,⁵⁾ C. JOHN aber im J. 1885 die Analyse eines „Olivingabbro“ veröffentlicht hat.⁶⁾

Aus ganz modernen Grundlagen hat MORITZ v. PÁLFY den Peridotit des Kecskefarkhügel von Szarvaskő im J. 1910 in einer interessanten Abhandlung bearbeitet, in welcher er ausser den neuen geologischen Beobachtungen zwei sehr wertvolle Analysen von K. EMSZT veröffentlichte.⁷⁾ PÁLFY glaubt, dass dieses kleine eruptive Vorkommnis eine selbständige Eruption („Eruption des Wehrlites“), ein abgesonderter „Lakkolith“ ist. — Die Gegend hat ZOLTÁN SCHRÉTER geologisch ausführlich aufgenommen und die Eruptiven mit der Benennung „Diabas-Gabbro-

¹⁾ Dr. Joseph Szabó: Die Arbeiten d. Wand. Vers. d. ung. Ärzte und Naturforscher im J. 1868. p. 79—81. Ungarisch.

²⁾ Dr. Joseph Szabó: Földtani Közlöny. 1871. I. p. 18—29. Budapest, ungarisch.

³⁾ Dr. Joseph Szabó: Földtani Közlöny. 1877. VII. p. 169—181. Budapest, ungarisch.

⁴⁾ B. Lengyel: $\text{SiO}_2 = 35.25$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.46$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 9.80$, $\text{FeO} = 33.42$, $\text{MgO} = 8.16$, $\text{MnO} = 0.57$, $\text{CaO} = 2.46$, $\text{H}_2\text{O} = 0.17$. Summe = 100.29%.

⁵⁾ C. Fellner: Verhandlungen d. k. k. geologischen Reichsanstalt. Wien, 1867. p. 33. $\text{SiO}_2 = 50.04$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 10.28$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 18.90$. — $\text{MgO} = 3.24$, $\text{CaO} = 10.62$, $\text{Na}_2\text{O} = 3.60$, $\text{K}_2\text{O} = 1.70$, $\text{H}_2\text{O} = 2.24$. Summe = 100.62%.

⁶⁾ C. John: Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien, 1885. p. 317—318. $\text{SiO}_2 = 50.07$, $\text{TiO}_2 = 7.73$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 4.85$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.38$, $\text{FeO} = 30.29$, $\text{MgO} = 14.89$, $\text{CaO} = 4.76$. Summe = 99.97%.

⁷⁾ M. Pálfi: Suppl. z. Földtani Közlöny. Bd. XL. p. 518—525. Budapest, 1910. Olivingabbro: $\text{SiO}_2 = 39.78$, $\text{TiO}_2 = 1.51$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.68$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 8.16$, $\text{FeO} = 23.18$, $\text{MgO} = 1.65$, $\text{CaO} = 9.17$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.01$, $\text{K}_2\text{O} = 0.18$, $\text{H}_2\text{O} = 1.18$. Summe = 99.50%.

Peridotit: $\text{SiO}_2 = 32.58$, $\text{TiO}_2 = 6.07$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.51$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 7.88$, $\text{FeO} = 29.85$, $\text{MgO} = 14.46$, $\text{CaO} = 5.60$, $\text{Na}_2\text{O} = 0.45$, $\text{K}_2\text{O} = \text{Spur}$, $\text{H}_2\text{O} = 1.08$, $\text{MnO} = 0.29$. Summe = 99.77%.

Wehrilit“ zusammengefasst.⁸⁾ Er betont bereits den Zusammenhang zwischen Gesteinen des Hauptzuges, jedoch spricht er noch von „Gabbro-Wehrilitstock“, „Diabasstock“ im Hauptzug und von einem abgesonderten „Wehrilitlakkolith“ bei Vaskapu.

Den eruptiven Höhenzug habe ich im Sommer 1917 und 1922 durchforscht und das folgende Bild gewonnen:

Die ganze Masse, mit den sich ihr anschliessenden zerstreuten kleineren Vorkommnissen, ist als ein Gebilde einer einzigen postcarbonischen Eruption bzw. Irruption aufzufassen. Das aufdringende Magma hat die Carbonablagerungen nur hie und da durchbrochen, sein ansehnlicher, vielleicht grösserer Teil jedoch ist unter einer mehr-minder dicken Decke erstarrt und bloss infolge der Denudation, aber auch so nur teilweise aufgeschlossen. Es ist sicher, dass die Diabas- und Gabbroinseln in der Gegend und südlich von Vaskapu — in Anbetracht ihrer identischen Gesteine und Verhältnisse — unter der Carbondecke mit der Hauptmasse zusammenhängen. Diese sind nur kleine, teilweise denudierte Partien des in der Tiefe zusammenhängenden grossen Intrusivum.

Auf Grund der beobachteten Verhältnisse ist es klar, dass der W-Teil des Zuges, neben gleichem, ja sogar niedrigerem Niveau, weniger aufgeschlossen ist, als der O-Teil, wo die Denudation den unter dem Gabbrodiabas folgenden Gabbro, ja sogar hie und da den äussersten basischen Rand aufgeschlossen hat. Am O-Teil kam nur noch der Gabbrodiabas nach der Abrasion der Carbonsedimenten auf die Oberfläche, während der abwärts natürlicherweise voraussetzbare, als Gabbro erstarrte Magniateil grösstenteils noch immer unter der Decke liegt; obwohl die Denudation im Allgemeinen beträchtlich ist. Der grösste Teil der Oberfläche besteht aus Diabas, u. zw. aus Spilit, doch kommt ein typisches, schlackiges oder fluidales, also einen Lavenstrom zeigendes Gestein sehr spärlich vor; noch seltener sind die Tuffreste. Die Ursache dermassiger Abrasion ist neben anderen Umständen eventuell auch das Fehlen eines jüngeren Gebildes, als der Diabas.

Die ursprüngliche Decke des Eruptivum, unter welcher

⁸⁾ Zoltán Schréter: Jahresbericht d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1912. p. 144—162., für 1913. p. 329—343. Budapest.

der nicht extrudierte Magmateil auskrystallisierte, war zum Teil Carbonsediment, zum Teil aber auf die Oberfläche ausgeströmtes und dort erstarrtes Material desselben Magmas. Daher kommt es, dass man am unteren Teile der in die Carbonablagerungen und in die Diabasmassen eingeschnittenen tiefen Täler körnige Gesteine, an den Berglehnen und Gipfeln jedoch Übergangsweise spilitische Diabase und Diabasporphyrite findet.

Übergang im Krystallisationsgrad. Das schönste Beispiel vom stufenweisen Übergang des abyssischen Gabbro bis zum dichtesten Spilit finden wir am Magasveröberg, wo man also eine aus demselben Magma erstarrte eigene Diabasdecke voraussetzen muss, gleich wie an der SW-Seite des Zuges, an vielen Stellen zwischen Rocskasteinbruch und Cseherbach. Südlich aber vom Magasverö ist der Gabbro von Újhatártal, Almártal und Kecskéfarkhügel unmittelbar unter dem Carbonsediment auskrystallisiert. Den Gabbro grenzt eine nur paar cm dicke, als dichteres Gestein erstarrte Hülle, gegen den Carbon ab. Auf der NW-Seite des Kecskéfarkhügels und auf dem Majortető war wieder Diabas der Wärmeisolator, welcher die lange und gleichmässige Krystallisation verursachte.

Ich habe im Allgemeinen die Erfahrung gemacht, dass auch an jenen Stellen, wo keine Verwerfungen sind, der Niveauunterschied zwischen Vorkommnissen der effusiven und intrusiven Gesteine verhältnismässig klein ist; so z. B. an der 480 m hohen Berglehne des Magasverö gibt es noch typischen Gabbro, unmittelbar oberhalb aber, um Kote 540 m ansteht schon Spilit. Und was sehr wichtig ist, auf diesem, kaum 60 m Höhenunterschied, können wir den stufenweisen Übergang gut studieren. Die Ursache dessen, dass sogar bei einer solchen kleinen Niveaudifferenz Gesteine mit so abweichendem Krystallisationsgrad entstehen konnten, ist neben anderen Umständen auch in der Basicität ihres ursprünglichen Magmas zu suchen, welches seine Bewegungs- und Krystallisationsfähigkeit bei solcher dünnen Decke so lange erhalten hat, dass infolge der langsamen und gleichmässigen Abkühlung ganz krystallinische u. zw. manchmal überraschend grosskörnige Gesteine entstanden sind. Man muss aber in dieser Beziehung ausser der schlechten Wärmeleitungsfähigkeit, infolge deren die Auskühlung in eine so geringe Tiefe so langsam hinabreichte, auch noch in Betracht

ziehen, dass die volle Erstarrung eines solchen, an Eisenerzen und femischen Mineralien reichen Gebildes, wie das hierortige, sich gewiss schon bei einer verhältnismässig sehr niedrigen Temperatur einstellen muss.

Chemischer Übergang. So regelmässig, wie der Übergang im Krystallisationsgrad der Gesteine von gleicher, oder wenig abweichender chemischer Zusammensetzung ist, ebenso stufenweise gestaltet sich der chemische Übergang bei den Gesteinsarten, welche durch Differenzierung des gabbroidalen Magmas entstanden sind. So können wir z. B. im Aufschlusse des Újhatártales mehrorts die Überzeugung gewinnen, wie der Gabbro an den Rändern stufenweise durch Gabbroperidotit immermehr in ultrabasischen Peridotit hinübergeht. Ebenso lehrreich ist es am Übergang des Majortetőberges an der Seite gegen den Kecskéfarkhügel zu.

Übergangsarten. Noch eine interessante Übergangsart erwähne ich, welche sich aber jener der chemischen Zusammensetzung am engsten anschliesst. Der Übergang ist unter den, infolge der magmatischen Spaltung entstandenen Gesteinen, in Bezug auf die Variabilität ihrer Mineralien, ein so langsam stufenweiser, dass nicht nur besondere Gesteinsarten sich gebildet haben, sondern auch eine lange Reihe der Abarten, welch' letztere zum Teil eventuell durch Liquefaction entstandene schlierartige Gebilde sein können. Die Mannigfaltigkeit ist unter den Gesteinstypen, welche aus Gabbro entwickelt sind, besonders gross; es gibt aber auch sehr viele Arten und Abarten unter den Diabasen und Peridotiten.

Im Zuge ist der als normal nennbare *Gabbro* ein solcher Typus, dessen $\frac{3}{4}$ Teil aus Feldspat, $\frac{1}{4}$ Teil aus femischen Gemengteilen besteht; unter den femischen herrscht der Diabas vor, der Hypersthen ist etwas weniger, mit ihm gleichwertig ist der braune Amphibol. Er steht also zwischen Hyperit (Weinschenk) bzw. Norit (Rosenbusch) und Bojit. Aus diesem Typus entwickelten sich die Arten in drei Richtungen: 1. Unter den farbigen Mineralien wird der Hypersthen vorherrschend, der Amphibol minimal = *Hypersthengabbro*. Der Amphibol verschwindet und der Feldspat wird minimal = *Gabbropyroxenit*, u. zw. meistens *Gabbrohypersthenit*, sehr selten (Majorbach) *Gabbrodiallagit*. Ganz feldspatfreien Pyroxenit kenne ich von

hier noch nicht. 2. Der Olivin erscheint, Diallag und Amphibol bleiben wesentlich, Hypersthen wird minimal = *Olivingabbro*. Olivin wird vorherrschend, Amphibol und Diallag werden etwas untergeordnet, der Feldspat minimal, Hypersthen geht ganz aus = *Gabbroperidotit*. Endlich verschwindet auch der Feldspat = *Peridotit* (hier = amphibolhaltiger Diallagolivinit). Als eine andere Entwicklung dieser zweiten Reihe erscheint das Überwiegen des Feldspates, wobei Olivin wesentlich, Amphibol und Diallag minimal vertreten ist, Hypersthen verschwindet = *Troktolith*. 3. Die dritte Reihe stellt allein der *Amphibolgabbro* dar, in welchem der Hypersthen und Diallag gleich untergeordnet sind. Ein feldspatarmes oder feldspatfreies Glied dieser Reihe habe ich im Gebirge bisher nicht gefunden.

Sehr charakteristisch ist die ständige Anwesenheit des Amphibol und die Correlation zwischen Hypersthen und Olivin.

In Bezug auf die Erscheinungstellen der einzelnen Arten konnte ich bis jetzt als Regelmässigkeit nur soviel feststellen, dass das Gestein nach dem Rande der Masse zu immermehr basisch wird, der Feldspat sich vermindert, die femischen Gesteinsteile, meistens der Olivin, sich vermehren.

Übergangsarten kommen auch unter den *Peridotiten* vor, nachdem die Menge des Olivin, Diallag und Amphibol sich zwischen weiten Grenzen abwechselt. Es sind hier zwei gute Typen; der eine ist, was man Szarvaskőer normalen Typus nennen kann: amphibolhaltiger Diallagperidotit, der andere, in welchem der Amphibol auf Kosten des Diallag überwiegend wird: *Amphibolperidotit*. Es entwickelte sich aber auch eine Abart, in welcher der Diallag vorherrscht, der Amphibol viel weniger, der Olivin sehr wenig ist: olivinhaltiger *Amphiboldiallagit*. In dem Steinbruche von Kecskéfark habe ich solche Exemplare gesammelt, in welchen der Magnetit überwiegt, Olivin viel weniger ist, Amphibol und Diallag sich sehr hintansetzen. Dieses Gestein nähert sich also dem Typus *Magnetitolivinit*. Die fast aus Titanmagnetit und Magnetit bestehenden Partien, welche so im Peridotit, wie im Gabbro vorkommen, kann man als hysterogenetische Schlieren betrachten, welchem ähnlich geartete „Ausschwitzungen“ auch im Drócsaer Gabbro und Peridotit zu finden sind.

Beim Unterscheiden der Diabasarten ist ihre Struktur das

wichtigste (*Diabasporphyrit*, *spilitischer Diabas*, *Gabbrodiabas* u. s. w.), bei den hypabyssischen Arten muss man aber auch die Anwesenheit oder Abwesenheit des Amphibol in Betracht nehmen, der nach abwärts immermehr wesentlicher wird. Also auch hiebei gibt es einen bemerkenswerten Übergang.

Bei der Erklärung der Frage, ob das Vorkommen vom Kecskéfark eine selbständige Eruption ist, oder ob es organisch dem Zug angehört, muss man in Betracht ziehen, was ich bereits oben schilderte: die in allen Richtungen möglichst präziseste Übereinstimmung in der Genesis der Eruptiven des Újhatártales und Kecskéfarkhügels, die vollständige Identität der Gesteine, ihre identische Vorkommensverhältnisse, ferner den Umstand, dass diese, nur auf der Oberfläche unzusammenhängenden Vorkommnisse, in ein und derselben tektonischen Linie sehr nahe zu einander liegen. Wenn wir diese Tatsachen kennen, so ist es ganz unmöglich, das Vorkommen des Wehrlit im Kecskéfark für einen abgesonderten „Lakkolith“ zu halten. Dieses Vorkommen ist eine direkte Fortsetzung desjenigen im Újhatártal; es hängt mit dem Eruptivum des Majorberges ebenso zusammen, wie der Újhatártaler Peridotit mit dem des Magasverő, und liegt ebenso am Rande des ganzen Zuges.

Auf Grund meiner an Ort und Stelle gemachten Erfahrungen, fasse ich **die Bildung der eruptiven Masse** folgenderweise auf:

Der ganze Zug wurde wesentlich auf einer mächtigen NO—SW-lichen Spaltrisse aufgebaut. Die Eruption wirkte im Norden am stärksten, hier hat sie die Carbonschieferdecke in dem ausgedehntesten Raum durchbrochen und hier strömte die Lava ebenso aus, als im Rocska—Keselyőer Teile der Hauptkluft. Aus dem Zentrum, dem jetzigen Holtembertetőberg, sind kleinere Nebensprünge ausgegangen, welchen entlang auf kleineren Gebieten hie und da auch Lavenausströmungen waren. Die Ausdehnung des in der Tiefe verborgen liegenden Intrusionskörpers beweisen jetzt kleinere dykeartige Ausbrüche, welche auch weit nach W und S zu finden sind. Die dünnen Nebenrisse laufen parallel mit dem Hauptspaltriss, welcher aber selbst nicht überall bis zur Oberfläche drang; die von ihm nördlich auf Peskö, Hegyeskö, südlich auf Tólápa und Sósányabérc

auftretenden, genau in seiner Richtung fallenden kleineren Vorkommnisse gehören gewiss ihm an, es sind kleinere Ausbruchsstellen des in der Hauptkluft hinaufgedrungenen Magmas.

An der Oberfläche dürfte der Diabas ursprünglich viel ausgedehnter gewesen sein, seine Lava ist weit über den Carbonschichten ausgeflossen. Dafür sind gute Beweise jene kleineren wurzellosen Vorkommnisse, welche ich bei der Gilitkapelle, an der O-Berglehne des Határtető, auf dem Kisberge u. s. w. gefunden habe. Infolge der Denudation wurde die diese Inseln mit der Hauptmasse zusammenfügende Diabasdecke ebenso abradiert, wie auch die Carbondecke von dem Újhatárvölgyer Gabbro.

Die Ursache jenes eigentümlichen Umstandes, dass das abyssische Gestein beim Határtető und Kecskefark ein verhältnismässig so hohes Niveau besitzt, können wir uns auf mehrere Arten erklären. Es kann sein, dass um die Zeit der Bildung über dem Orte, wo der Gabbro erstarrte, eine mächtige Decke existierte, nicht weit nach W jedoch eine viel dünnere. Man kann aber auch voraussetzen, dass der ganze Zug seine etwas nach NW fallende Lage infolge der späteren gebirgsbildenden Prozesse angenommen hat, demzufolge die Erosion die viel höher liegende, weniger widerstehende Carbonablagerung am Osten leichter abradierte, als die niedriger liegende und stärker widerstehende Diabasdecke auf der W-Seite.

Differenzierung. Es ist wahrscheinlicher, dass das emporgedrungene Magma hier ursprünglich auch ein ziemlich hohes Niveau erreicht hat, die dicke Decke aber nicht durchbrechen konnte, also ist es hier in einer gewissen Höhe stecken geblieben. Dieses steckengebliebene Magma sollte allenfalls Mineralbildner enthalten, wie es ausser der Metamorphosierungsart der Tonschiefer auch der Mineralbestand der Gänge zeigt. Auf Grund dieser und der oben, bei der Betrachtung der Vorkommensverhältnisse, schon erwähnten Ursachen hatte das Magma schon infolge der Beschaffenheit seines Materiales zwischen den erhitzten Nebengesteinen, zwischen glühenden Wänden reichlich Zeit gehabt, in diesem verhältnismässig kleinen Raum zufolge der seit langer Zeit wirkenden Diffusionsprozesse magmatische Spaltungen herbeizuführen und dann langsam gleichmässig auszukristallisieren. Die Differenzierung beweisen

die vielen, mannigfach struirten Gänge, welche die Masse durchschneiden, beweist aber auch die grosse Abwechslung selbst der Gabbroidmasse, hauptsächlich an den Rändern. Das Magma hatte aber auch reichlich Zeit gehabt die von den durchbrochenen Ablagerungen abgerissenen Fragmente (Kalk, Tonschiefer) ganz vollständig einzuschmelzen, was auf die wahrhaft launische Mannigfaltigkeit des Gabbromaterialies gleichfalls eine Wirkung üben konnte.

Die Differenzierung des unter der Decke stecken gebliebenen Magmas, welches natürlicherweise keinen stabilen Gleichgewichtszustand darstellte, war in grosser Maasse, wie wir uns auf Grund der Gabbrobeispiele überzeugen konnten. Infolgedessen strömten nicht nur die Moleküle der basischen Bestandteile nach aussen, sondern assoziierten sich auch noch die einzelnen femischen Mineralien stellenweise ganz abgesondert.

Auf Grund des Gesagten ist auch der im Grossen regelmässige, sehr feine Unterschied und Übergang zu erklären, welcher — abgesehen von den Randfazien — zwischen dem in der Tiefe auskrystallisierten Gabbro und dem auf den obersten Teilen erstarrten Diabasen in der relativen Basizität vorhanden ist. Der an femischen Bestandteilen ziemlich arme Spilit, welchen eine maximale Differenz von cca 400 m von der Hauptmasse seines Tiefengesteines abtrennt, geht durch den etwas basischeren Gabbrodiabas stufenweise in Gabbro über, der an farbigen Mineralien auch schon verhältnismässig sehr reich ist.

In Betreff der basischen Randfazien, kann ich auf Grund meiner bisherigen Untersuchungen nur sagen, dass die Differenzierung im Grossen auch hier der allgemeinen Regel entspricht, nur was jedoch die feineren Details betrifft, stehe bei den jetzigen Aufschlussverhältnissen noch vor etwaigen Problemen: So z. B. geht die im Újhatártal aufgeschlossene Gabbromasse am Rande nicht überall, sondern nur stellenweise in Olivingabbro über, vielerorts verschwindet sie nur als Gabbro unter den Carbonschichten. Ebenso geht der Olivingabbro nur stellenweise in Gabbroperidotit über, anderswo setzt er sich auch als Olivinabbro unter der Decke in unerreichbare Ferne fort. Echten Peridotit (ganz vom „Wehrilit“-Typus) kenne ich im Újhatártal nur an einer einzigen Stelle: im alten Steinbrüche (populär: Eisengrube), wo alle Übergänge zu finden sind. Die Ursache

dieser Umstände kann nur die sein, dass die Zone des basischen Randes — wenn er überhaupt an der Aussenseite in ununterbrochener Continuität und nicht nur stellenweise, was wahrscheinlicher ist, existiert — nicht regelmässig ist; hie und da häufen die basischen Elemente sich an, der Rand wird breiter und an diesen Stellen greift er in die Gabbromasse hinein. Das Ujhatártal schliesst die abyssische Masse vielleicht eben an diesen hineingreifenden Teilen auf.

Auf ganz andere Ursachen ist jene Tatsache zurückführbar, dass man in der Tiefe einiger Gabbrodiabasvorkommnisse, so z. B. im Rocskasteinbruch, hie und da abyssische Gabbropartien finden kann, die zwar mit stufenweisem Übergang, doch zungenförmig in den Gabbrodiabas hineinreichen, — während an anderer Stelle desselben Vorkommnisses in derselben relativen Höhe solche ganz fehlen. Dessen Ursache ist, meiner Meinung nach, die ungleichmässige Verteilung der Mineralbildner, also kann hier von abgesonderten eruptiven Körpern nicht die Rede sein.

Gänge. Im späteren Stadium der Erstarrungsprozesse bildeten die zurückgebliebenen Schmelzflussreste dünnere und stärkere Gänge in den Kontraktionsspalten der auskühlenden Masse. Die Grenze der dickeren Pegmatitgänge gegen den Gabbro ist in den meisten Fällen sehr verwaschen, also dürften sie vielleicht in das noch nicht ganz ausgekühlte Gestein hineingedrungen sein. Sie enthalten auch ziemlich viel Gabbroeinschlüsse, derer Mineralien Fortwachsungen zeigen. Die saueren Schizolithe, die meist ziemlich grosskörnigen, Turmalin und spärlich Fluorit enthaltenden Aplite, haben immer scharfe Grenzen, gleichwie die seltenen Lamprophyre.

Das Material der Gänge ist sehr mannigfaltig. Die petrographisch dem *Diorit* entsprechenden *aplitischen* und *pegmatitischen* Gänge folgen meist dem Olivingabbro, drangen aber hie und da bis zur Höhe des Gabbrodiabas vor, während der *Gabbropegmatit* und *Gabbroaplit* hingegen zumeist den Gabbroperidotit verfolgen, obwohl sie auch im Gabbro vorkommen, gleichwie die Lamprophyre. Die *Gabbroporphyritgänge* begleiten den normalen Gabbro und dringen tief in die Carbondecke hinein. *Quarzdioritporphyrit* und *Quarzdioritaplit* kommen dort vor, wo das Nebengestein der gabbroidalen Masse Sandstein ist

(Vaskapu, Wachthaus etc.). Es sind hier an diesen Stellen schöne Beispiele teilweisiger und vollständiger Einschmelzung zu finden.

Das Magma, aus welchem der basische Eruptivzug sich gebildet hat, war im Grossen ein gabbroidales,⁹⁾ in welchem die Diffusionsvorgänge und die eingeschmolzene verschiedene Carbonsedimente tief eingreifende Differenzierungen zu Stande gebracht haben: den basischen peridotitischen-pyroxenitischen Rand und die sehr verschiedenen salischen-femischen, grösstenteils gangförmigen Gebilde. Das ursprüngliche Magma konnte ziemlich basisch sein, dass nach der Abspaltung der grossen Menge femischer Bestandteile, ein doch so verhältnismässig basisches Gestein entstehen konnte, wie der „normale“ Gabbro und der Diabas ist, deren chemische Verhältnisse ich in einer Abhandlung später besprechen werde.

Postvulkanische Tätigkeit. Der Bildung der Masse schloss sich eine ziemlich starke postvulkanische Tätigkeit an. Die Prozesse sind grösstenteils gleichzeitig mit der Bildung der Gänge abgelaufen und diese lieferten den grösseren Teil der Sulfiderze, welche oft recht gangförmig sind. Hauptsächlich begleiten diese die Quarzitgänge, sind aber auch neben und in den anderen Gängen zu finden. Ein Teil der Sulfiderze ist aber von älterem Ursprung, ihre gleichmässige Verteilung so im Diabas, wie im Gabbro beweist, dass sie sich auch vor der Erstarrung der Eruptiven gebildet haben. Auf hydrothermalen Ursprung zurückführbare Calcit- und Prehnitadern und Gänge, oft auch Sulfiderzen zugesellt, sind sehr verbreitet. Die Bildung dieser erfolgte zum Teil schon in der zerklüfteten Masse, wie es ihre Zusammenfügung mit den Reibungsbreccien zeigt.

Es ist nämlich zu erwähnen, dass die eruptive Masse infolge der Krustenbewegungen ziemlich zerrissen ist. Die starken tektonischen Vorgänge beweisen nicht nur die allgemein verbreiteten mächtigen Lithoklasen, sondern auch die manchmal sehr dicke (über 2 m) reibungsbrecciöse Stellen, welche mehrorts in langer Linie verfolgbar sind. Wichtig ist es, dass die zusammengeriebenen Diabas- und Gabbropartien mehrorts mit

⁹⁾ In meinem vorläufigen Berichte (Jahresbericht d. k. ung. geol. Reichsanstalt für 1917. Budapest) habe ich an ein Mischmagma gedacht.

Calcit, Prehnit, Quarz etc. zusammengekittet sind, ausserdem sind sie oft reich an Sulfiderzen. Manchmal machen sie den Eindruck, dass diese Bruchlinien nicht lange nach dem Erstarren, noch in der Zeit der postvulkanischen Tätigkeit zu Stande gekommen sind. Wir können es uns aber auch so erklären, dass die Prozesse, welche die Kittsubstanz der Reibungsbreccien lieferten, eventuell nicht einmal den Lebensäusserungen dieser basischen Masse angehören, sondern viel jünger, vielleicht Wirkungen des mächtigen miocänen Vulkanismus sind, dessen Spuren in unmittelbarer Nähe vorkommen. Selbst in der basischen Masse habe ich aber dafür keinen sicheren Anhaltspunkt gefunden.

Im Zusammenhange mit den Rissen entstanden in der Masse interessante Verwerfungen, Einsenkungen. So z. B. habe ich im Felsentale des Rocskabaches wahrgenommen, dass die eine Seite einer unbedeutend aussehenden Lithoklasse aus Spilit, die andere aber in demselben Niveau aus körnigem Ophit besteht. Dies zeigt einen ziemlichen Niveauunterschied. Besonders stark ist der südliche Teil, die Gegend des Keselyő—Majorberges und des Kecsfarkhügels, geklüftet.

Auch dieser Umstand unterscheidet diese Masse scharf von jenem im N-Teile des Bükkgebirges befindlichen mächtigen Eruptivgebiete bei Hámor, wo anstatt der Zerrissenheit vielmehr Zerknittertheit (Faltung, Pressung) beobachtet werden kann.
